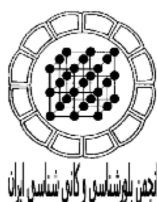
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۴، از صفحهٔ ۶۶۱ تا ۶۷۲



ژئوشیمی گرانیت پرآلومینیوس دومیکایی میلونیتی پل نوغان، غرب استان اصفهان

نسترن عطایی فرد*، ناهید شبانیان بروجنی، علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

(دریافت مقاله: ۹۳/۷/۲۴ ، نسخه نهایی: ۹۳/۱۰/۲۸)

چکیده: توده گرانیتوئیدی نوغان در شمال غربی شهرستان بویین- میان دشت و در پهنه‌ی سنندج- سیرجان قرار گرفته است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری، این توده یک گرانیت دو میکائی محسوب می‌شود که به‌شدت تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپات قلیایی (میکروکلین و پرتیت)، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکویت است. همچنین دارای کانی‌های فرعی شامل مونازیت، آپاتیت، اپیدوت، زوئزیت، کلینوزوئزیت، آلانیت و کانی‌های کدر است که زمینه‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی، سنگ‌های توده نفوذی پل نوغان در گروه گرانیتوئیدهای پرآلومینیوس MPG و PLGS قرار می‌گیرند. ماهیت ماگما آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا با سرشت پرآلومینیوس است. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه (عنکبوتی)، الگوی عناصر REE شیب منفی داشته، بی‌هنجاری مشخص منفی از Eu دارند و در آن‌ها غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و بی‌هنجاری منفی عناصر Ti, P, Nb, Sr و بی‌هنجاری مثبت Cs, K, Pb نشان می‌دهند و از نظر زمین‌ساخت جهانی در جایگاه پسا از برخورد (Post-Colg) قرار دارند. زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب حاکی از ذوب بخشی متاپلیت‌ها در بخش‌های بالایی پوسته‌ی ضخیم شده است.

واژه‌های کلیدی: *گرانیت دو میکایی؛ پرآلومینیوس؛ گرانیتوئید پسا برخورد؛ پل نوغان؛ پهنه‌ی سنندج-سیرجان.*

مقدمه

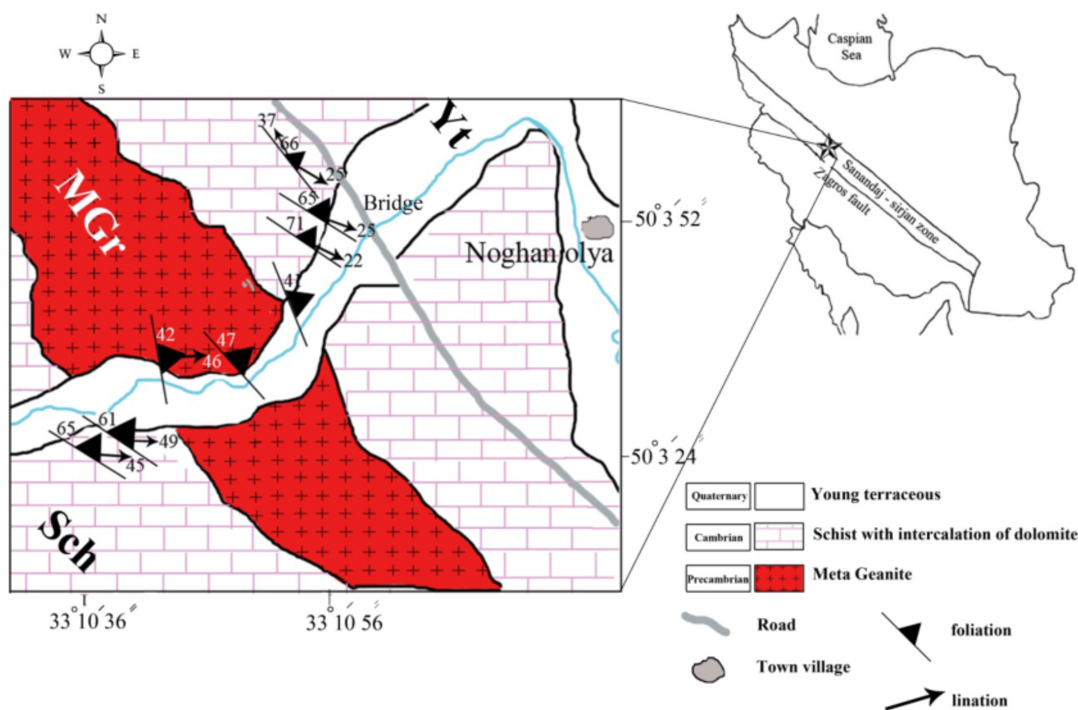
گرانیتوئیدهای پرآلومینیوس دومیکایی در کمربندهای کوهزایی با سن‌های متفاوت وجود دارند و همیافتی نزدیکی با سنگ‌های دگرگون درجه‌ی بالا و حوادث تکتونوماگمایی دارند [۲،۱]. این گرانیتوئیدها جزء لویکوگرانیت‌ها محسوب می‌شوند. لوکوگرانیت‌ها سنگ‌های گرانیتی با ظاهری روشن و بدون حضور کانی‌های تیره، پرآلومینیوس هستند. بیشتر این نوع گرانیت‌ها در مناطق کوهزایی برخورد قاره‌ای گزارش می‌شوند. ماگمای لویکوگرانیت‌ها از ذوب سنگ‌های مادر پلیتی مشتق شده‌اند و نتیجه فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی در بخش‌های بالایی پوسته‌ی ضخیم شده هستند. چهار ساز و کار برای تشکیل گرانیتوئیدهای پرآلومینیوس دومیکایی پیشنهاد شده‌اند [۱]: ۱) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس وابسته به یک سنگ خاستگاه پرآلومینیوس است ۲) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس می‌تواند حداقل به‌طور بخشی نتیجه‌ی واکنش با سنگ‌های میزبان باشد. ۳) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس منتج از جدایش ماگمای بلوری متاآلومینیوس است ۴) ترکیب گرانیت‌های پرآلومینیوس حداقل به‌طور بخشی نتیجه‌ی واکنش بین ماگما (در مراحل نهایی تبلور) و یا سنگ‌های تقریباً جامد با گرمابهاست. گرانیتوئیدهای پرآلومینیوس دومیکایی دارای شاخص اشباع از آلومین بیش از یک هستند [۳].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۸۰۵۲۷۴۶ ، نمابر: ۰۳۸۳۲۳۲۴۴۲۳، پست الکترونیکی: nastaran.ataeifard@gmail.com

لویکوگرانیت‌های غنی از مسکویت یا حاوی دومیکا (بیوتیت و مسکویت)، اغلب همراه با سنگ‌های دگرگون و میگماتیت‌ها هستند که گاهی تحت تأثیر میلونیتی شدن نیز قرار گرفته‌اند [۴]. گرمای حاصل از برش (Shear-heating) در طول پهنه‌های برشی در مقیاس پوسته‌ای فرآیندی است که می‌تواند موجب ذوب‌شدگی صفحات فوقانی مناطق کوهزایی برخوردی، جایی که سنگ مادر پلیتی است، شود [۵]. فقدان کانی‌های با فشار بالا در این توده‌ها نشان دهنده‌ی این است که گرمای حاصل از برش در متاپلیت‌ها گرمای لازم را برای تولید گدازه فراهم می‌کند [۶]. پهنه‌ی سنندج- سیرجان در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، دستخوش چندین فاز دگرشکلی، دگرگونی و ماگماتیسم شده است [۷]. فعالیت‌های ماگمایی به-صورت توده‌های نفوذی و خروجی از پالئوزوئیک تا اوایل سنوزوئیک در این منطقه ادامه داشته است که تشکیل آن‌ها را بیشتر به ژوراسیک [۸-۱۰] و در برخی موارد پسا کرتاسه [۱۱] و یا کرتاسه بالایی- پالئوسن [۱۳،۱۲] نسبت می‌دهند. توده‌ی نفوذی نوغان، یکی از نفوذی‌های موجود در پهنه‌ی سنندج- سیرجان است. این توده در گذشته توسط [۱۴] روی نقشه‌ی چهارگوش گلپایگان به‌عنوان متاریولیت ترسیم شده است که صحیح به نظر نمی‌رسد. بررسی ژئوشیمی و شناخت ماهیت ماگماتیسم این توده به‌عنوان بخشی از پهنه‌ی سنندج- سیرجان، می‌تواند گام مؤثری در شناخت هرچه بهتر رویدادهای مربوط به این بخش از پوسته ایران و نیز اصلاح نقشه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش گلپایگان باشد.

موقیعت جغرافیایی و زمین‌شناسی

گرانیتوئید نوغان در گستره‌ی بین طول‌های جغرافیایی ″۳۵ '۱ °۵۰ تا ″۴۳ '۱ °۵۰ شرقی و عرض‌های ″۸ '۹ °۳۳ تا ″۱۸ '۱۲ °۳۳ شمالی در مسیر رودخانه‌ی قمرود و در تقاطع با جاده ترانزیتی اصفهان- خوزستان، در فاصله‌ی ۴۸ کیلومتری غرب از مرکز شهرستان بوئین- میاندشت، نزدیک به پل تاریخی نوغان واقع شده است (شکل ۱). شکل توده یک بیضوی کشیده با راستای شمال غربی - جنوب شرقی بوده و دارای ۴/۷ کیلومتر طول و به‌طور متوسط ۷۰۰ متر عرض با وسعت حدود ۲/۶ کیلومتر مربع است. این توده به شدت دگرشکل بوده و ساختارهای میلونیتی نظیر برگوارگی و خطوارگی آشکاری در آن گسترش یافته است.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از منطقه‌ی مورد بررسی و موقعیت آن در ایران.
MGr = Meta Granite, Sch = Schist with intercalation of dolomite, Yt = Young terraceous

روش پژوهش

پس از گردآوری منابع و اطلاعات، تصاویر و اطلاعات نقشه‌های رقومی و نقشه‌های زمین‌شناسی مربوط به منطقه، طی پیمایش صحرایی، به بررسی ویژگی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از رخنمون‌های دگرسان نشده پرداخته شد. تعداد ۲۸ مقطع نازک از توده‌ی نفوذی تهیه و مورد بررسی سنگ-نگاری قرار گرفتند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری ۴ نمونه از نمونه‌های سالم با حداقل دگرسانی انتخاب و برای آنالیز شیمی سنگ کل به روش ICP به آزمایشگاه ACME در ونکوور کانادا ارسال شدند. در این روش ابتدا ۰٫۲ گرم پودر با قطر کمتر از ۲۰۰ مش را با اسیدهای HNO_3، $HClO_4$ و HF در یک ظرف تفلون سرپوش‌دار حل کرده و بیش از ۳۰ دقیقه در دمای اطاق قرار دادیم و سپس تا دمای ۱۸۰ درجه‌ی سانتی-گراد به مدت ۲ تا ۴ ساعت گرما داده و در مرحله‌ی بعد در دمای ۲۰۰ درجه‌ی سانتیگراد قرار دادیم تا تقریباً به حالت خشک در اثر هضم، باز تبخیر شود. باقیمانده دوباره به مدت ۲۰ تا ۱۸۰ ثانیه با اسید HNO_3 در یک محفظه مایکروفر زیر تابش طول موج کوتاه قرار داده تا در حین انحلال گرم شود. سپس به نمونه، محلول ایندیم به عنوان یک استاندارد داخلی اضافه کردیم و پس از رقیق‌سازی با نسبت ۱ به ۱۰۰۰ در جرم، محلول نمونه‌ی حاصل به دستگاه ICP-MS (طیف سنج جرمی؛ برای اندازه‌گیری عناصر نادر و خاکی نادر) و همچنین ICP-ES (طیف‌سنج نشری؛ برای اندازه‌گیری عناصر اصلی) قرار دادیم تا نسبت به استاندارد آنالیز صورت گیرد. پس از دریافت نتایج آنالیزها، یافته‌های به‌دست آمده با نرم افزار GCDKIT و Excel پردازش و مورد بررسی قرار گرفت.

بحث

سنگ نگاری

در مشاهدات صحرایی، توده‌ی گرانیتوئیدی نوغان دارای درز و شکاف‌های فراوانی بود و شیستوزیته کاملاً روشن و خطوارگی آشکار و نیز ظاهر میلونیتی در آن‌ها به خوبی مشهودند. در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها نیز تأثیر دگرشکل و دگرگونی دینامیکی را به‌صورت ریزساختارهای ایجاد شده در کانی‌ها و نیز تشکیل بافت میلونیتی می‌توان دیده کرد. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ی متاگرانیتوئیدی نوغان یک گرانیت دو میکائی است. بخش بزرگ کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها (غالباً به صورت پورفیروکلاست) شامل کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکویت است. همچنین به‌علت بافت میلونیتی خود دارای کانی‌های ریز بلور شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، اپیدوت، مونازیت، آپاتیت، زوئزیت، کلینوزوئزیت، آلانیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر بوده که زمینه‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند و پورفیروکلاست‌ها را احاطه می‌کنند.

بافت اصلی این سنگ‌ها میلونیتی بوده که براساس نسبت پورفیر به ماتریکس از میلونیت تا الترامیلونیت متغیر است. علاوه بر بافت‌های میلونیتی، بافت‌هایی نظیر گرانولارسری ایت تا لپیدوگرانوکلاستیک نیز قابل مشاهده‌اند (شکل۲-الف).

بلورهای کوارتز مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها به سه دسته بزرگ، متوسط تا بسیار ریز دانه تقسیم می‌شوند و تقریباً حدود ۴۵٪ از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. تغییر در اندازه‌ی دانه‌های کوارتز به‌علت افزایش میزان دگرشکلی و تبلور دوباره‌ی دینامیکی است [۱۵].

فلدسپارهای قلیایی معمولاً به‌صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار شامل میکروکلین و پرتیت دیده می‌شوند که حدود ۳۵ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. فلدسپار قلیایی دارای بافت پرتیتی و مورتار بوده و گاهی به صورت لکه‌های سیاه دوتایی کارلسباد نشان می‌دهند. میکروکلین‌ها در این توده با لکه‌های مشبک یافت می‌شوند که نشانگر دگرشکلی در حالت جامد است [۱۶]. میکروکلین‌ها با لکه‌های مشبک خود و میکروکلین‌های پرتیتی با هسته‌های پورفیروکلاست‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل۲-ب).

بلورهای پلاژیوکلاز عموماً به‌صورت شکل‌دار با مرز ساروجی دیده می‌شوند و حدود ۱۵٪ از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. ماکل آلبیتی در اکثر پلاژیوکلازها قابل رؤیت‌اند. گاهی دارای منطقه‌بندی هستند که اصولاً بازتاب دهنده‌ی تغییرات در ترکیب و ساختار بلوری در حین رشد بلور است [۱۷] رسی و سریسیتی شدن در فلدسپارهای مورد بررسی قابل مشاهده‌اند.

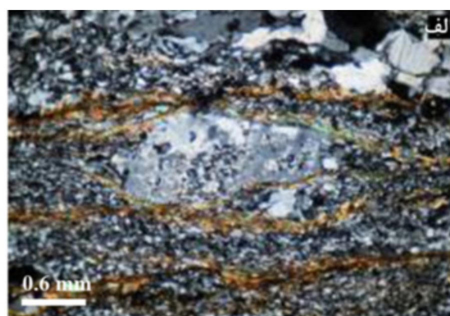
میکاها: بیوتیت در همبافت متاگرانیتوئیدی نوغان به سه شکل بیوتیت درشت اولیه که به‌صورت انبوهه‌های کشیده همراه با مسکویت برگوار اصلی سنگ را تشکیل داده و در اطراف فنوکریست‌ها دستخوش کج شدگی و خمیدگی شده‌اند، بلورهای ریز که زمینه‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند و ماهی میکایی، دیده می‌شوند. وجود بیوتیت به‌همراه مسکوویت حدود ۱۵٪ از کل سنگ را تشکیل می‌دهند. حضور این دو کانی به همراه هم نشانه‌ی شرایط آبدار است [۱۷].

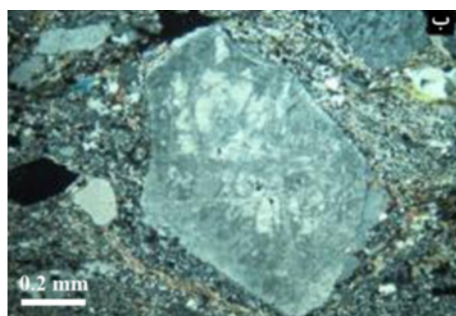
آلانیت در لویکوگرانیت‌های منطقه به‌صورت بی‌شکل که در زمینه‌ی سنگ دیده می‌شوند. در نور طبیعی قهوه‌ای رنگ

بوده و چند رنگی از قهوه‌ای کمرنگ تا قهوه‌ای تیره تغییر می‌کنند و دارای برجستگی زیاد و دارای رشته‌ای از کلیواژ ناقص است.

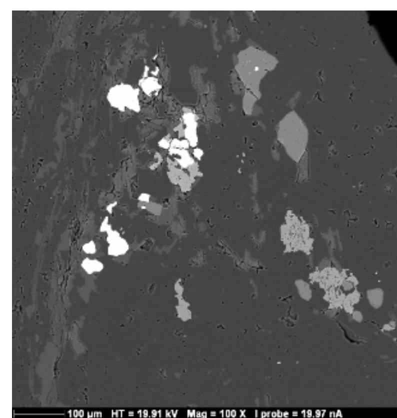
کانی مونازیت در این توده ریزبلور، شکل‌دار و کشیده بوده و در زمینه‌ی سنگ به‌صورت ادخال درون کانی‌های دیگر قرار دارند. گاهی هاله‌ی پلئوکروئیک با رنگ قهوه‌ای تا سیاه اطراف بلورهای مونازیت را پوشانده است. تغییر از آلانیت به مونازیت به‌عنوان فاز پایدار غنی از LREE، با افزایش کلی غلظت Ca وابسته است [۱۸] (شکل۲- ب). به‌منظور تشخیص دقیق این کانی از روش Energy-Dispersive X-Ray Analysis (EDX) و ریز پردازنده‌ی الکترونی استفاده شد که نتایج آن در شکل ۳ و جدول ۱ آمده‌اند.

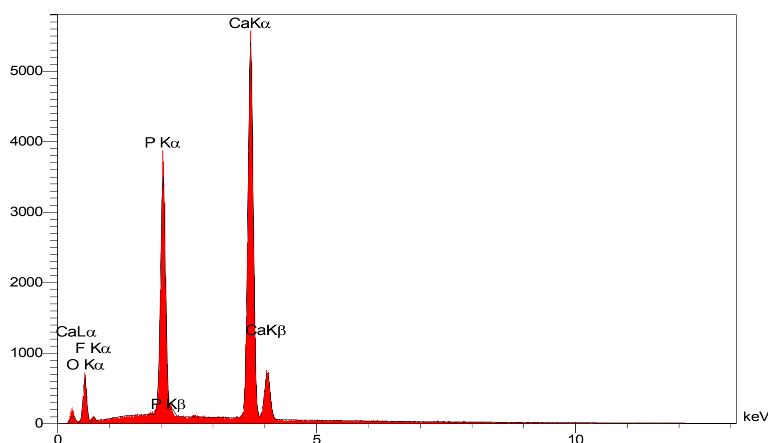
آپاتیت‌ها به‌صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند و بررسی EDX این کانی نشان می‌دهد که ترکیب آپاتیت‌های مورد بررسی فلوئور آپاتیت است (جدول ۲ و شکل۴).





شکل ۲ الف) تصویری از بریدگی میلونیتی ناشی از سمتگیری کانی‌های بیوتیت و تا حدودی مسکویت در اطراف پورفیروکلاست‌های کوارتز که به شدت دگرشکل شده‌است در نور XPL (پهنای‌دید 4.5 mm). ب)تصویری از یک پورفیروکلاست فلدسپارقلیایی در نورXPL (پهنای دید1.5 mm).





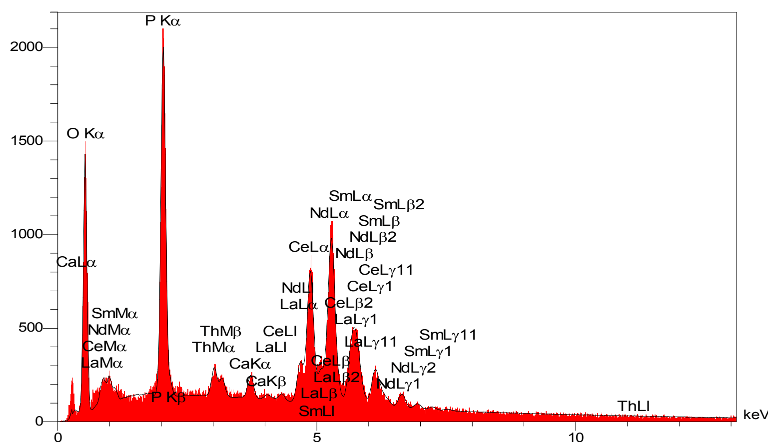
شکل ۳ قله‌های آنالیز و تصویر الکترون ریزپردازش‌الکترونی بلورهای مونازیت از سنگ‌های شبه‌گرانیتی مورد بررسی که با فلش نشان داده شده‌اند.

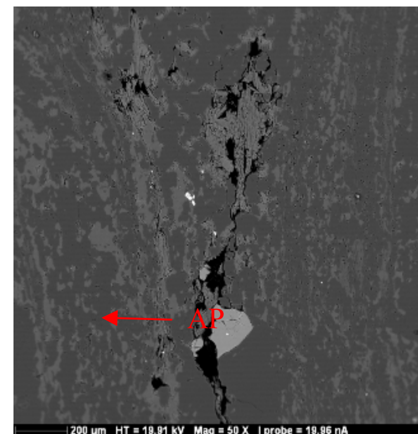
جدول ۱ آنالیز EDX کانی مونازیت از توده گرانیتوئیدی مورد بررسی.

Elt	Line	Int	W%	A%	Formula	Ox%	Cat#
O			۲۶٫۷۴	۶۶٫۴۳		۰٫۰۰	۰٫۰۰
P	Ka	۶۸۲٫۴	۱۲٫۷۲	۱۶٫۳۲	P_2O_5	۲۹٫۱۴	۰٫۹۸
Ca	Ka	۵۶٫۶	۰٫۹۱	۰٫۹۱	CaO	۱٫۲۸	۰٫۰۵
La	La	۹۶٫۳	۵٫۹۲	۱٫۶۹	La_2O_3	۶٫۹۴	۰٫۱۰
Ce	La	۳۶۳٫۱	۲۳٫۴۲	۶٫۶۴	Ce_2O_3	۲۷٫۴۳	۰٫۴۰
Nd	La	۲۹۴٫۲	۲۱٫۰۳	۵٫۷۹	Nd_2O_3	۲۴٫۵۳	۰٫۳۵
Sm	La	۸۲٫۶	۶٫۷۵	۱٫۷۸	Sm_2O_3	۷٫۸۳	۰٫۱۱
Th	Ma	۶۳٫۹	۲٫۵۰	۰٫۴۳	ThO_2	۲٫۸۴	۰٫۰۳
			۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰		۱۰۰٫۰۰	۲٫۰۲

جدول ۲ آنالیز EDX از کانی آپاتیت در نمونه‌های مورد بررسی.

Elt	Line	Int	W%	A%	Formula	Ox%	Cat#
O			۳۹٫۹۸	۵۹٫۸۱		۰٫۰۰	۰٫۰۰
F	Ka	۱۱٫۷	۱٫۶۱	۲٫۰۳	F0	۱٫۶۱	۰٫۸۵
P	Ka	۱۳۱۸٫۷	۱۸٫۶۸	۱۴٫۴۳	P_2O_5	۴۲٫۷۹	۶٫۰۳
Ca	Ka	۲۲۲۰٫۵	۳۹٫۷۴	۲۳٫۷۳	CaO	۵۵٫۶۰	۹٫۹۲
			۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰		۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰





شکل ۴ قله‌های آنالیز و تصویر ریز پردازشی الکترونی بلور آپاتیت از سنگ های شبه‌گرانیتی مورد بررسی.

ژئوشیمی عناصر اصلی

نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ توده‌ی گرانیتوئیدی نوغان در جدول ۳ آمده‌اند. به طوری‌که میزان SiO_2 در گرانیتوئیدهای منطقه‌ی مورد بررسی بالا (۷۲٫۹۴ تا ۷۷٫۹۴ درصد وزنی) بوده، و میزان Al_2O_3، Fe_2O_3*، CaO، MgO و MnO پایین است. همچنین عناصر کمیابی مثل باریم، روبیدیم، استرانسیم و زیرکونیم دامنه‌ی تغییرات گسترده‌ای دارند. میزان اندک CaO, TiO_2, MgO ,Fe_2O_3 و MnO بیانگر میزان پایین کانی‌های مافیک و نقش اندک آن‌ها در فرآیند جدایش است. روند تغییرات در نمودارهای هارکر کاهش فراوانی عناصر Al_2O_3، FeO، MgO، MnO، و افزایش Na_2O نسبت به افزایش سیلیس را نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از فرآیند جدایش باشد. کاهش MgO, MnO می‌تواند به‌دلیل تمرکز آن‌ها در کانی‌های منیزین در مراحل اولیه‌ی تبلور و تغییرات P نیز به‌وسیله آپاتیت کنترل می‌شود. در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب نسبت به SiO_2 (شکل ۵) فراوانی اکسید P_2O_5 را با روند مثبت و در عوض کاهش فراوانی عناصر Y, Sm, Rb, Co, Eu ،Gd,Th, Tb,Tm,U,Yb, را نشان می‌دهد (شکل ۶). این تغییر روندها به فرایندهای جدایش بلورین نسبت داده می‌شود.

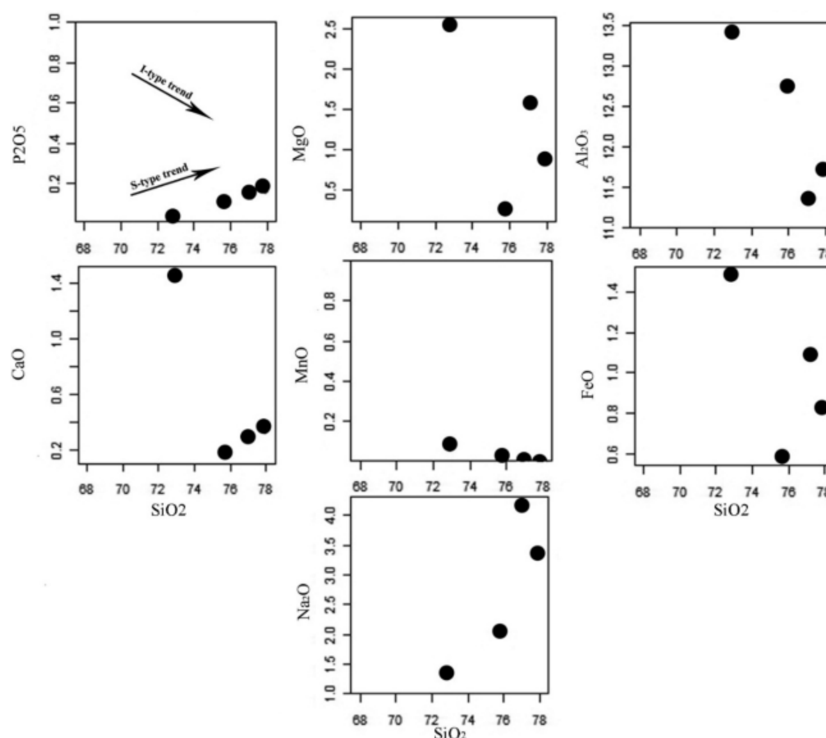
در نمودار قلیایی‌ها در برابر سیلیس [۱۹] نمونه‌های گرانیتوئید پل نوغان در گستره‌ی گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). بنا بر رده‌بندی ژئوشیمیایی گرانیت‌ها که توسط [۲۰] ارائه شد، این سنگ‌ها در نمودار SiO_2 در برابر FeO^{tot} /$(FeO^{tot}+MgO)$ (شکل ۷- ب) در گستره‌ی منیزین قرار می‌گیرند. سنگ‌های مورد بررسی از نظر شاخص MALI در گستره‌ی کلسیک، کلسیک-قلیایی و قلیایی-کلسیک قرار می‌گیرند [۲۰] (شکل ۷- پ). همچنین میزان بالای A/CNK(۱٫۴-۱٫۱) همراه با کرندوم نورماتیو (۴٫۳۶۷ wt%- ۱٫۲۱) نشان‌دهنده‌ی ماهیت پرآلومینیوس این سنگ‌هاست (شکل-۷- ت). بنابراین با توجه به مسکویت فراوان در سنگ و ماهیت پرآلومینیوس، گرانیت پل نوغان بنا بر رده‌بندی [۲۱] یک گرانیت MPG و بنابر رده‌بندی [۲۲] از نوع PLGS است که نشان‌دهنده‌ی مقادیر بالای تشکیل دهنده پوسته‌ای برای تشکیل آن‌هاست به‌طوری که ماگمای سازنده از ذوب رسوب‌ها در پوسته‌ی قاره‌ای حاصل شده است[۵، ۲۴،۲۳]. البته ماهیت

جدول ۳ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی حاصل از آنالیز ICP-MS و ICP-AES نمونه‌های گرانیتی مورد بررسی (اکسیدها بر حسب Wt% و سایر عناصر بر حسب ppm هستند).

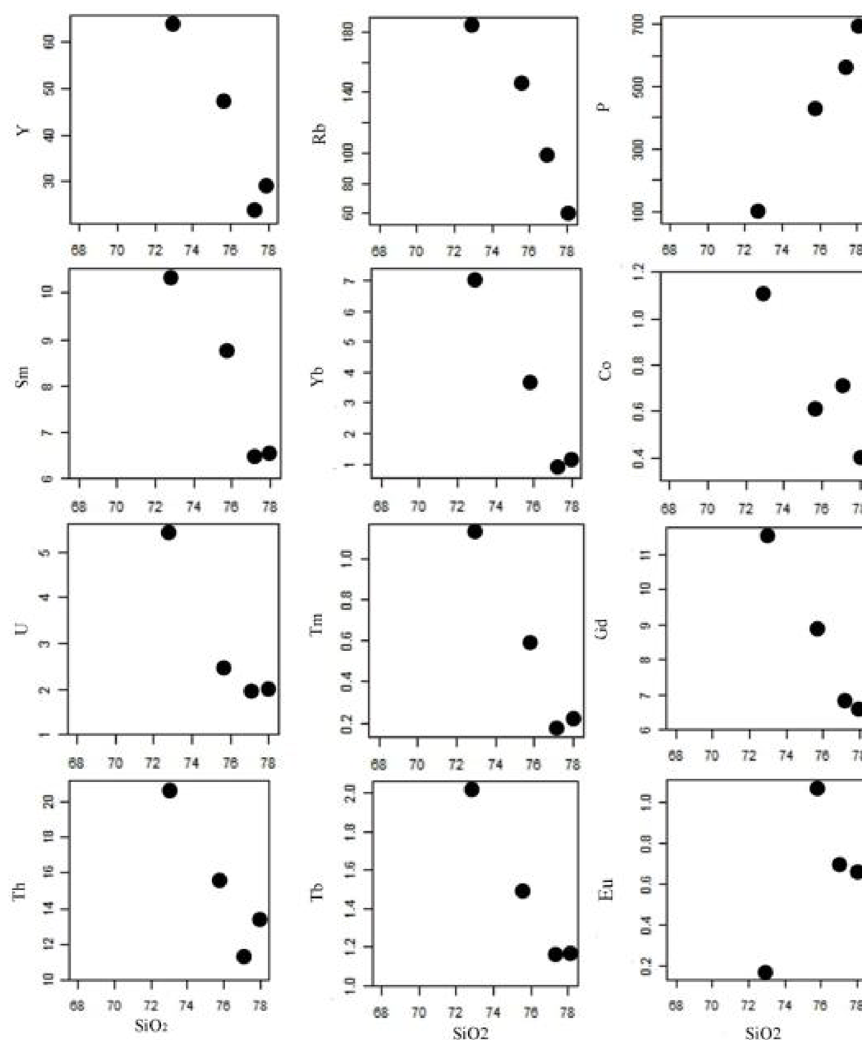
Sample	AT-1	AT-5	AT-3	AT-6
SiO2	72/94	77/16	75/74	77/94
TiO2	0/07	0/13	0/21	0/15
Al2O3	13/43	11/35	12/75	11/70
Fe2O3	1/65	1/21	0/64	0/92
MnO	0/06	<0/01	<0/01	<0/01
MgO	2/53	1/57	0/21	0/87
CaO	1/45	0/29	0/16	0/33
Na2O	1/33	4/19	2/03	3/37
K2O	3/96	2/80	6/86	3/12
P2O5	0/02	0/13	0/10	0/16
LOI	2/3	1/1	1/0	0/9
Be	3	2	2	3
Sc	8	2	3	2
Cr	26/5	72/9	139	113
Co	1/1	0/7	0/6	0/4
Ni	7/4	8/3	20/3	9/7
Cu	6/9	2/4	7/2	3/3
Zn	99	32	138	23
Ga	18/0	12/1	15/1	15/9
Rb	183/8	98/2	144/8	58/7
Sr	94/7	38/8	90/5	176/5
Y	63/9	23/5	47/1	28/9
Zr	83/0	108/6	180/6	133/5
Nb	10/7	12/8	14/1	12/8
Sn	5	4	5	4

Sample	AT-1	AT-5	AT-3	AT-6
Cs	8/6	3/9	2/8	1/0
Ba	1684	289	1667	4231
Pb	28/8	10/7	91/2	11/2
Hf	3/9	4/1	6/0	4/9
Ta	1/1	1/0	1/1	0/9
W	1/4	1/6	2/3	3/2
U	5/4	2/0	2/4	2/1
Th	20/8	11/3	15/6	13/3
La	32/2	23/1	41/2	24/7
Ce	85/2	52/1	87/4	54/1
Pr	9/19	6/25	10/15	6/71
Nd	37/6	23/9	39/8	25/4
Sm	10/36	6/44	8/73	6/50
Eu	0/17	0/69	1/07	0/67
Gd	11/58	6/80	8/87	6/71
Tb	2/02	1/14	1/49	1/18
Dy	12/44	5/52	8/58	6/40
Ho	2/60	0/84	1/73	0/96
Er	7/20	1/60	4/39	2/00
Tm	1/13	0/17	0/57	0/20
Yb	7/14	0/78	3/50	0/98
Lu	1/01	0/08	0/46	0/12
Na2+K2O	5/29	6/99	8/89	6/49
CaO/Na2O	1/09	0/07	0/08	0/10
K2O/Na2O	2/98	0/67	3/38	0/93

L.O.I. = Loss-on-ignition; Fe2O3* = as Fe total



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2.



شکل ۶ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی برروی نمودار تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 .

پرآلومینوس مشاهده شده این گرانیت‌ها به مقادیر بالای آلومین نسبت داده نشده است بلکه به‌دلیل محتوای پایین Na_2O (۰٫۰۱-۴٫۱۹ wt.%) و به‌ویژه (۰٫۰۱-۱٫۴۵ wt.%) CaO است [۲۴]. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار FM [۲۵] در منطقه‌ی فشارشی، و در نمودار SiO_2 در برابر K_2O [۲۶] در قلمرو سنگ‌های آهکی- قلیایی پتاسیم متوسط-بالا قرار می‌گیرند (شکل ۷- ث،ج).

گرانیت‌های مورد بررسی دارای Rb نسبتاً بالا (ppm ۵۸٫۷-۱۸۳٫۸) و Sr پایین (ppm ۳۸٫۸-۱۷۶٫۵) است. مجموع مقادیر REE از ۵۲٫۱ تا ۸۷٫۴ تغییر می‌کند و در نمودار به هنجار شده به کندریت غنی‌شده از LREE نسبت به HREE مشاهده می‌شود (شکل ۸-الف). [۲۷] نشان داده‌اند که غنی‌شدگی زیاد از LREE و نسبت بالای LREE/HREE یکی از ویژگی‌های سرشتی گدازه‌ی مشتق شده از سنگ مادرپلیتی است. بی‌هنجاری منفی (Eu/Eu* = ۰٫۰۵-۰٫۳۷) Eu می‌تواند نتیجه خروج پلاژیوکلاز از خاستگاه ماگما در اثر جدایش بلورین و یا فلدسپار باقیمانده در خاستگاه باشد [۱].

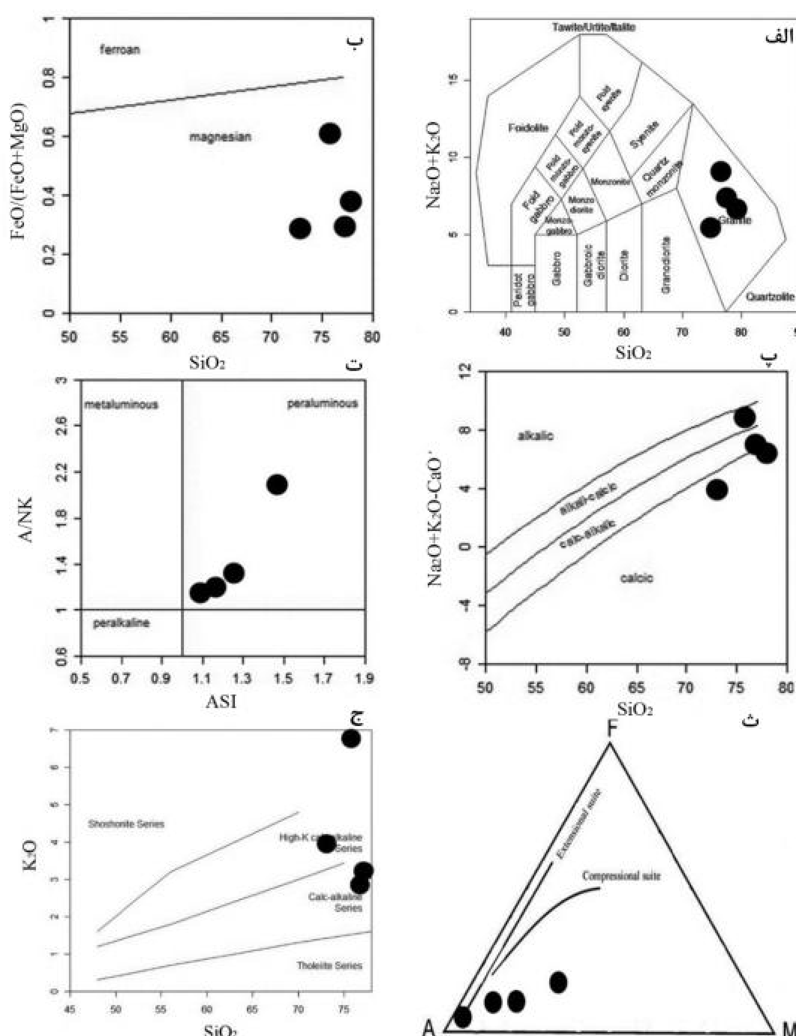
در نمودارعناصر خاکی نادر به هنجار شده نسبت به پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) [۲۸]، غنی‌شدگی بیشتر عناصر با شعاع یونی بالا و قدرت میدان پائین (LILE) نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) که غنی‌شدگی کمتری دارند بسیار مشهود است (شکل ۸- ب). فقیر بودن نمونه‌های سنگی از عناصر HFS و شیب منفی روندها از نشانه‌های ماهیت آهکی قلیایی بودن ماگمای سازنده‌ی گرانیتوئیدهای مورد بررسی است و حاصل از ذوب‌شدگی جزء به جزء از سنگ مادر meta sedimentary (رسوب‌های دگرگون شده) است [۲۹]. در نمودار بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (شکل ۸-پ)، در گرانیت‌های پل نوغان بی‌هنجاری منفیNb، Sr، P، Ti و

Eu نشان‌دهنده‌ی جدایی فازهای بلورین اصلی مثل پلاژیوکلاز، بیوتیت و فازهای فرعی مثل مونازیت، آپاتیت و زیرکن و یا ابقاء آن ها در خاستگاه هستند [۲۹]. غنی‌شدگی Rb، Th و U به همراه K بیانگر این است که این سنگ‌ها از خاستگاه‌پوسته‌ای حاصل شده‌اند [۲۷].

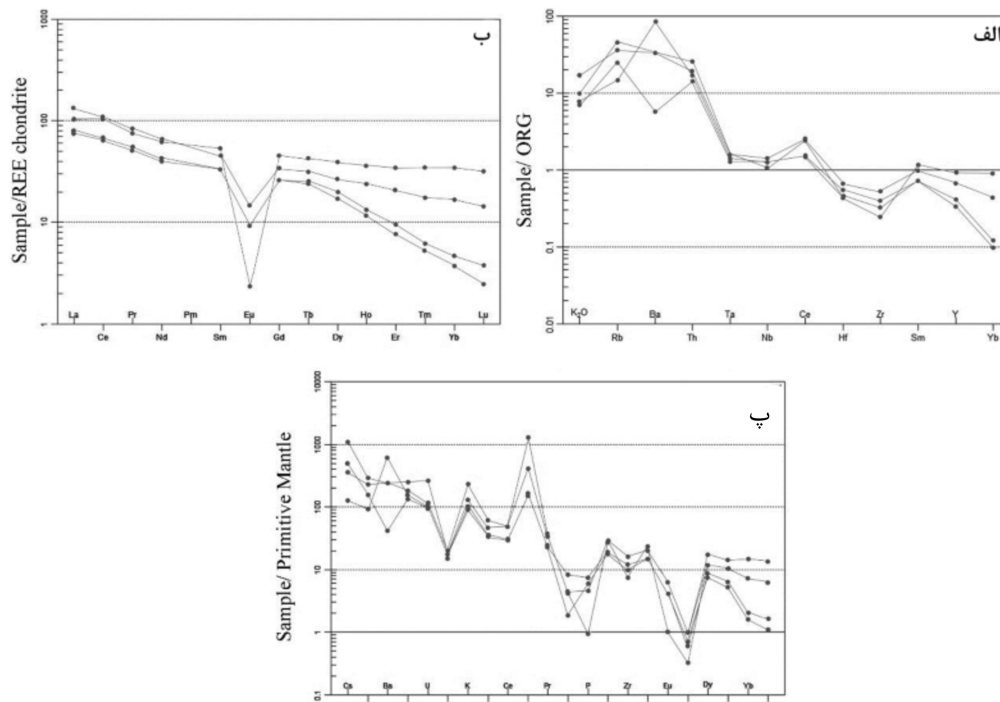
ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیت نوغان مثل غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی از HFSE می‌توانند معرف ذوب‌شدگی جدایشی یک خاستگاه شبه‌رسوبی باشد.

سنگ‌زایی

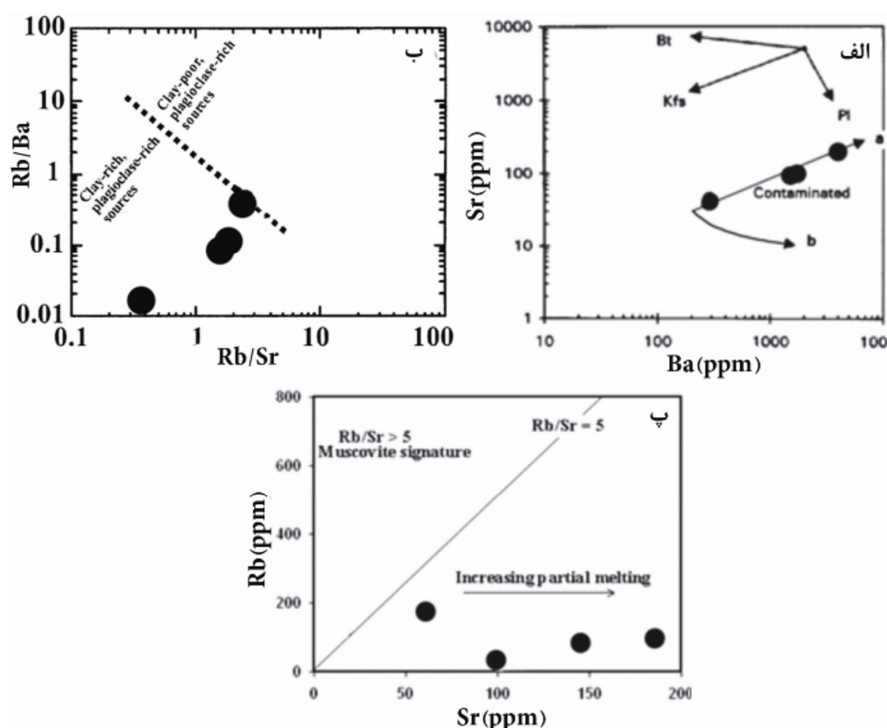
توده‌ی گرانیتوئیدی نوغان حاوی بیوتیت و مسکویت (کانی‌های سرشار از آلومینیوم) فراوان است، SiO_2 بالا (بیش از ۶۵٪)، نسبت بالای K_2O/Na_2O، مقادیر بالای Rb، کرندوم نورماتیو بالا، نسبت مولار $A/CNK>1$ با نسبت پائین Nb/Th، پائین بودن محتوای Sr و ضریب رنگی پائین نمونه‌ها این ادعا را که ماگمای تشکیل دهنده‌ی توده نوغان از مواد پوسته‌ای ریشه گرفته است به اثبات می‌رساند. گرانیت‌های مورد بررسی تحت تاثیر آلایش پوسته‌ای واقع شده‌اند. چنانکه در شکل (۹-الف) دیده می شود، سنگ‌های مورد بررسی تحت تاثیر پتاسیم- فلدسپاتی شدن قرار گرفته‌اند. بی‌هنجاری منفی Eu و مقدار پایین Sr در گرانیت دو میکایی پل نوغان، همراه با روندهای شکل ۹ الف) خاستگاه فقیر از پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد [۳۰-۳۳] که شاید دلیلی بر باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در خاستگاه باشد.



شکل ۷ الف) رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی با استفاده از نمودار مجموع $Na_2O + K_2O$ نسبت به Sio_2 [۱۹] ب) نمودار SiO_2 نسبت به $FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO)$ و پ) موقعیت نمونه‌ها در نمودار SiO_2 نسبت به $Na_2O + K_2O\text{-}CaO$ و ت) تعیین درجه‌ی اشباع از آلومینیوم سنگ‌های گرانیتوئیدی نوغان در نمودار ASI نسبت به A/NK [۲۰]. ث) تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد بررسی در نمودار AFM [۲۵]. ج) نمونه‌ها در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۲۶] در قلمرو سنگ‌های آهکی قلیایی پتاسیم متوسط- بالا قرار می‌گیرند.



شکل ۸ الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی، بهنجار شده نسبت به الف) کندریت [۳۰]. ب) بازالت پشته‌های میان اقیانوسی [۲۸] پ) گوشته‌ی اولیه [۳۱].



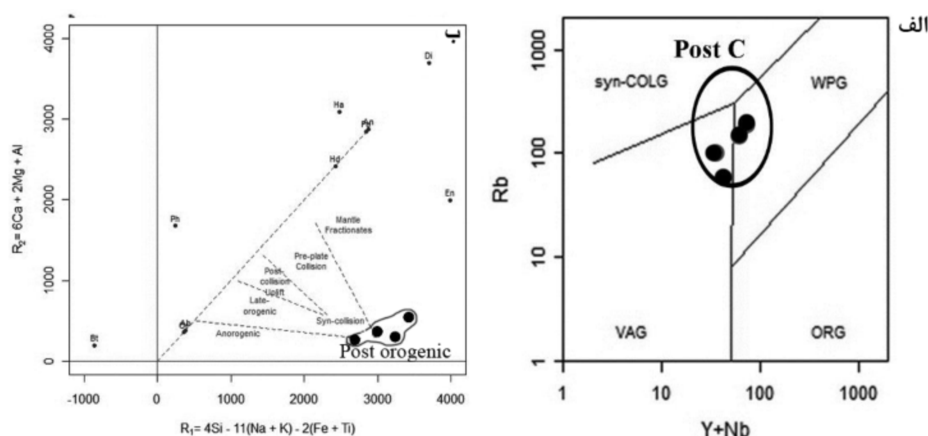
شکل ۹ الف) نمودار Ba نسبت به Sr ، روند a تأثیر آلودگی به وسیله‌ی پتاسیم- فلدسپاتی شدن و روند b تأثیر تبلور جدایشی پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. روندهای مربوط به پلاژیوکلاز (Pl) ، فلدسپات پتاسیم‌دار (Kfs) و بیوتیت (Bt) تغییراتی را که به‌وسیله این کانی‌ها کنترل می‌شود را نشان می‌دهند [۳۲]. ب) نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba . خط نقطه‌چین گرانیت‌های ریشه گرفته از سنگ خاستگاه غنی از رس- فقیر از پلاژیوکلاز را از گرانیت‌های ریشه گرفته از سنگ خاستگاه غنی از پلاژیوکلاز - فقیر از رس جدا می‌کند [۳۴]. نمودار پ) Sr نسبت به Rb برای گرانیت‌های دومیکائی- پرآلومینوس نوغان [۱].

بنابراین چنین ماگمای گرانیتی پرآلومینیوس حاصل ذوب بخشی رسوب‌های پلیتی غنی از رس و فقیر از پلاژیوکلاز هستند. گدازه‌های پرآلومینیوس با خاستگاه غنی از رس و فقیر از پلاژیوکلاز (کمتر از ۵ درصد) نسبت به گدازه‌ی تولید شده از خاستگاه فقیر از رس و غنی از پلاژیوکلاز (بیشتر از ۲۵ درصد) تمایل به نسبت پائین CaO/Na_2O (کمتر از ۰/۳) دارند. بر این اساس، این نسبت در گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی کمتر از ۰/۳ و در گدازه‌های ریشه گرفته از سنگ‌های گریوکی بیشتر از ۰/۳ است [۳۳،۳۲]. نسبت CaO/Na_2O در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی کمتر از ۰/۳ بوده و در نتیجه، سنگ مادرشان پلیتی است (شکل ۹-ب). نسبت Rb/Sr (<5) در توده‌ی گرانیتی نوغان مشارکت بیوتیت را در طول تولید گدازه نشان می‌دهد [۱] (شکل ۹-پ). با توجه به این که میزان K/Rb در گرانیت‌های مورد بررسی کم است بیوتیت در باقیمانده‌ی ذوب بخشی باقی مانده است [۳۲]. گرانیت‌های دو میکایی که جزئی از خانواده لویکوگرانیت‌های پرآلومینیوس (PLSG) محسوب می‌شوند، حاصل ذوب پوسته‌ی خالص و جدایش بلورین هستند. ذوب‌شدگی دهیدراتی متاپلیت غنی از مسکوویت، احتمالاً طی بالاآمدگی بی‌دررو و بی‌فشار شدن کوهزایی پوسته‌ی ضخیم شده، به وسیله برشی شدن پوسته یا ساختارهای رورانده‌ی سبب آناتکسی آبدارسنگ‌های پوسته می‌شود [۲۲-۲۳]. بر اساس نمودارهای جدایشی زمین‌ساختی، در نمودار Nb + Y بر حسب Rb از [۳۴]، نمونه‌ها در گستره‌ی پسا از کوهزائی (POG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). در نمودار R1-R2 (شکل ۱۰- پ)، نمونه‌های مورد بررسی با میزان بالای از Si, Na, K در گستره‌ی پسا برخورد واقع شده‌اند. بر این اساس توده‌ی گرانیتوئیدی نوغان پس از برخورد قاره- قاره جایگزین شده‌اند. این توده‌ها به احتمال زیاد از ذوب بخشی ته‌نشست‌های دگرگون شده‌ی (meta sedimentary) پوسته‌ی قاره‌ای، در یک محیط برخوردی شکل گرفته‌اند.

برداشت

بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری نشان می‌دهند که توده‌ی گرانیتوئیدی نوغان دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت دو میکایی میلونیتی بوده که بیشتر در این توده حالت برگوارگی و بافت‌های جهت‌دار نمایش دیده می‌شوند که حاکی از متأثر شدن آن‌ها از حرکت‌های برشی و میلونیتی است.

کانی‌های اصلی سازنده‌ی آن‌ها عبارتند از کوارتز، فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز به همراه بیوتیت و مسکویت. شواهد سنگ نگاری و ژئوشیمیایی بر ماهیت آهکی- قلیایی و شدیداً پرآلومینیوس بودن این سنگ‌ها دلالت دارد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه و پشته های میان اقیانوسی، نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی این سنگ ها ازLREE, LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE, HFSE و وجود بی‌هنجاری منفی Ti, P, Nb, Sr, Zr و بیهنجاری منفی چشمگیر در Eu در اکثر نمونه‌هاست. که این امر در کنار موقعیت نمونه‌ها، روی نمودارهای مختلف تمایز محیط‌های زمین‌ساختی، حاکی از شکل‌گیری سنگ‌های مورد بررسی در محیطی وابسته با کوهزائی به خصوص پسا برخورد (post collision) است. خاستگاه گرانیتوئیدهای نوغان پوسته‌ی بالایی قاره‌ای و سنگ‌های مادر آن‌ها متاپلیت است.



شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار جدا کننده محیط‌های زمین‌ساختی، نمونه‌ها در گستره‌ی پسا کوهزائی قرار می‌گیرند (POG). الف) براساس فراوانی عناصر کمیاب Rb, Y + Nb [۳۵،۲۸،۲۷], POG. پس از کوهزایی از [۳۵] ب) نمودار چند کاتیونی R1-R2 [۳۶].

مراجع

[1] Saleh G.M., El-Nisr S.A., *"Tow Mica Granites, Southeastern Desert, Egypt: Geochemistry and Spectrometric Prospecting",* Journal of Geology and Earth Sciences 1(2) (2013) 23-42.

[2] Procházka V., Uher Dobroslav P. J K.A. M., *"Zn-rich ilmenite and pseudorutile: subsolidus products in peraluminous granites of the Melechov Massif, Moldanubian Batholith, Czech Republic",* Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen 187/3(2010) 249–263.

[3] Zen E., *"Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetlc implications",* Annual Review of Earth and Planetary Sciences (1988)16 21-51.

[4] Tingyu C., Guiying S., Yupeng Y., Huilan C., *"Peraluminous granites of East Tethys and their implication in Gondwana dispersion and Asian accretion",* Journal of Asian Earth Sciences 11(1995) 243- 251.

[5] Nabelek P. I., Liu M., *"Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens",* Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95(2004) 73–85.

[6] Goswami T. K., *"Geodynamic significance of leucogranite intrusions in the Lohit batholith near Walong, eastern Arunachal Pradesh, India",* Research Communications 104(2013) 229-234.

[7] Mohajjel M., Fergusson C.L., *"Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran",* Journal of Structural Geology 22(2000) 1125-1139.

[8] Chiu H., Chung S., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., Iizuka Y., *"Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neo-Tethys subduction and Zagros orogeny"*, Lithos 162-163(2013) 70-87.

[9] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A. A., *"Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Journal of asian earth sciences 43(2012) 11-22.

[10] Thiele O., Alavi-Naini M., Assefi R., Hushmand- Zadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., *"Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map 1:250000, Geological quadrangle N. E7.Geological Survey of Iran, Tehran, Iran",* (1968).

[11] Braud J., Bellon H., *"Donnesnouvellessur le domainemetamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan; nature, age et interpretation des seriesmétamorphiques et des intrusions évolution structural",* Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris (1974).

[۱۲] آقانباتی ع.، *"زمین شناسی ایران"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۸۵).

[۱۳] درویش زاده ع.، *"زمین شناسی ایران، چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم"*، انتشارات امیرکبیر، تهران، (۱۳۸۵).

[۱۴] محجل م.، افتخارنژاد ج.، *"نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"(۱۳۷۱).

[15] Law R.D., Casey M., Knipe R.J. , *"Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland",* Transactions of the Royal Society of Edinburgh 77(1986) 99–125.

[16] Vernon R. H., *"A Pratical guide to rock microstructure",* Cambridge University press, United Kingdom (2004) 594.

[17] Hibbard M. J., *"Petrography to petrogenesis",* Prentice Hall, New Jersey (1995) 587.

[18] Broska I., Petrik I., Terry Williams C., *"Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, WeCarpsternathians",* American Mineralogist (2000).

[19] Middlemost E.A.K., *"Magmas and magmatic rocks",* London, Longman (1985) 453P.

[20] Frost B. R., *"A geochemical classification for granitic rocks",* Journal of Petrology 42(2001) 2033-2048.

[21] Barbarin B., *"A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environment"*, Lithos 46(1999) 605-626.

[22] PatinoDouce A. E., *"What do experiments tell us about therelative contributions of crust andmantle to the origins of graniticmagmas? In: A. Castro, C. Fernandez and Vigneresse, J. L. (Eds.): Understanding granites: Integrating new and classical techniques",* Geological Society of London,Special Publication 168(1999) 55-75.

[23] Abdallah S., Khaleal F. M., Rashed M. A., *"Characteristics of Madinat Nugrus peraluminous leocogranite carrier of radioactive minerals,*

southeastern Desert, Egypt", Journal of Mineral and Mining Engineering 7(2013) 15-34.

[24] Dong Y., Zhang G., Neubauer F., Liu X., Hauzenberger C., Zhou D., Li W., *"Syn- and post-collisional granitoids in the Central Tianshanorogen: Geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution",* Gondwana Research 20(2011) 568–581.

[25] Petro W.L., Vogel T.A., Wilband J.T., *"Major elements chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries",* Chemical Geology, 26(1979): 217-235.

[26] Peccerillo R., Tylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turky",* Contributions to Mineralogy and Petrology 58(1976) 63-81.

[27] Harris N., Inger S., Massey J., *"The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites",* In:M. P. Searle and P. J. Treloar (Eds.), Himalayan Tectonics.Geological Society of London, Special Publications, 74(1993) 391- 400.

[28] Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks",* Journal of Petrology 25(1984): 956-983.

[29] Bikramaditya Singh R. K., *"Origin and emplacement of the Higher Himalayan Leucogranite in the Eastern Himalaya: Constraints from geochemistry and mineral chemistry",* Journal of Geological Society of India 81(2013) 791-803.

[30] Boynton W. V., *"Cosmo chemistry of the rare earth elements: meteorite studies"*, Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry 2 (Henderson, R., ed.) (1984) 89-92. Elsevier, Amsterdam.

[31] Sun S. S., McDonough W. E., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M. J. (Eds), Magmatism in the Ocean Basins"*, Geological Society Special Publication, London 42(1989) 313-345.

[32] Kebede T., Koeberl C., Koller F., *"Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnet-bearing two mica granite, Wallagga area, western Ethiopia",* Journal of African Earth Sciences 2(2001) 193-221.

[33] Sylvester P. J., *"Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites"*, Lithos 45(1998) 29-44.

[34] Koh J. S., Yun S. H., *"The geochemistry of Yuksipryeong two-mica leucogranite, Yeongnam massif, Korea"***,** The Journal of the Petrological Society of Korea 12 (2003): 119-134.

[35] Pearce J.A., *"Sources and settings of granitic rocks"*, Episodes 19 (1996) 120–125.

[36] Batchelor R.A., Bowden P, *"Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters",* Chemical Geology 48(1985) 43–55.